第 61 卷第 4 期
2003 年 8 月

气 象 学 报
ACTA METEOROLOGICA SINICA

Vol. 61, No. 4
August 2003

1999 年东亚夏季风异常活动的物理机制研究*

孙 颖 丁一汇

(国家气候中心,北京, 100081)

摘 要

文中从海-气相互作用的角度探讨了 1999 年东亚夏季风及与其相联系的雨带异常活动的物理机制。结果表明,由于 1998 年春季至 1999 年南海-热带西太平洋出现了近 20 a 最强的异常暖海温,该地强异常海-气相互作用的维持使得这种局地的热力强迫成为 1999 年东亚夏季风和降水异常的最主要外强迫机制,并使得 1999 年的季风活动和降水分布有别于一般的统计情形。从 1998 年秋到 1999 年,由于热带大气对南海 - 西太平洋暖海温所诱发的局地强加热的响应,热带西太平洋地区所出现的 Gill 模态的异常环流分布从冬季一直发展到夏季,并因此在海洋和大气之间形成了局地的强烈正反馈,不仅使得异常环流得以持续发展,而且也使得暖海温得以维持,成为影响 1999 年环流异常的最强前期信号。随着从冬到夏的季节演变,大气基本态对上述持续性异常环流的影响导致了冬、夏异常环流呈现出不同的纬向非对称,诱发了盛夏期间东亚到北美沿岸的遥相关波列。在东亚沿岸异常气旋性环流的影响下,大尺度异常东风在东亚沿岸的维持形成了极不利于季风西风在南海北部转向的条件,导致了季风在中国东部北进的异常偏弱和低纬西风转向位置的异常偏东。

关键词: 东亚夏季风, 热力异常, 大气响应。

1 引 言

1999 年,中国夏季天气继 1998 年长江和嫩江流域特大洪水之后再次出现异常。全国大范围异常偏暖,北方大部异常干旱,夏季持续南方多雨北方少雨、南方凉夏北方酷热等气候特征均是历史上所少见的①。而值得注意的是,在当前研究所指出的对中国汛期降水有着前期预测意义的因子中,大部分因子一般都预示了 1999 年夏季主要雨带在北方出现的概率是占优的,如 1998 年底 La Nina 事件的开始,1998~1999 年冬季青藏高原积雪的偏少,西太平洋暖池附近活跃的对流活动等。但是,1999 年夏季中国的主要雨带实际是偏南的。同时,日本和韩国的夏季降水量却出现了异常的偏多②。

为什么会出现上述异常? 为什么该年季风雨带的分布与一般统计结果不符? 其主要的物理原因是什么? 这些问题的回答不仅将对该年的异常作出解释,而且将有助于增加对影响季风降水的前期因子的理解,改善季和年度的气候预测。

目前,对东亚夏季风年际变化的研究主要基于海-陆-气系统相互作用的角度来考虑,一般认为导致季风年际变化的物理因子主要包括海温和陆面过程。被证实的对东亚夏季风产生影响的异常海温区主要包括:西太平洋暖池、赤道东太平洋、南海、印度洋和黑潮[1~3]。而一些学者则从陆面过程的角度,如欧亚大陆和青藏高原的积雪等来分析季风的年际变化[4]。这些结果的显著差异说明,东亚夏季风的年际变率可能与非常复杂的海-陆-气相互作用和热带 - 副热带相互作用有关。

因此,本文将在对 1999 年夏季风异常活动讨论的基础上,结合 1999 年低纬异常环流从春季即已开始强烈发展的特点[5,6],从低纬海洋热力异常的角度出发,探讨 1999 年东亚夏季风异常活动的可能外强迫机制,并通过数值试验验证诊断分析的结果。

---

* 初稿时间:2003 年 4 月 17 日;修改稿时间:2003 年 5 月 27 日。
资助课题:国家重点基础研究发展规划项目 G1998040900 和国家攀登计划 A"南海季风试验研究"。

① 气候预测评论,2000,国家气候中心;年气候监测公报,1999,国家气候中心.

② Japan Meteorological Agency, 1999: Monthly Report on Climate System, October 1999.

2　资料和计算方法

2.1　资料

本文所用的资料主要取自 NCEP－NCAR(National Centers for Environmental Prediction－National Center for Atmospheric Research)1979～1999 年再分析资料。其中高空资料包括水平纬向风 u、经向风 v、温度 T、比湿 q、位势高度 h 和垂直速度 ω。u, v, T 和 h 在垂直方向有 17 层(1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10 hPa),ω 有 12 层(1000～100 hPa),q 有 8 层(1000～300 hPa),水平分辨率均为 2.5°×2.5°。海温资料(oisst)1982～1999 年,水平分辨率为 1°×1°。

降水资料主要包括:1999 年中国地区的逐日站点降水资料、1961～1990 年中国 336 站的降水气候资料以及 1979～1999 年 GPCP(Global Precipitation Climatology Project)全球降水资料。其中前两种资料主要用于分析中国地区的降水分布,而 GPCP 资料则用于亚洲地区降水的分析。

2.2　计算方法

大气中视热源和视水汽汇表示为:

$$Q_1 = c_p\left(\frac{\partial T}{\partial t} + \boldsymbol{v}\cdot\nabla T + \left(\frac{p}{p_0}\right)^k \omega\frac{\partial\theta}{\partial p}\right)$$

$$Q_2 = -L\left(\frac{\partial q}{\partial t} + \boldsymbol{v}\cdot\nabla q + \omega\frac{\partial\theta}{\partial p}\right)$$

将上式垂直积分可得:

$$\langle Q_1\rangle = \frac{1}{g}\int_{300}^{p_s} Q_1\mathrm{d}p = LP + Q_s + \langle Q_R\rangle$$

$$\langle Q_2\rangle = \frac{1}{g}\int_{300}^{p_s} Q_2\mathrm{d}p = L(P - E_s)$$

式中 $k = R/c_p$, R 和 c_p 分别为气体常数和干空气定压比热,θ 为位温,q 为比湿,P 为降水率,Q_s 和 E_s 为地面感热和潜热输送,$\langle Q_R\rangle$为辐射加热(冷却)的垂直积分。

3　1999 年东亚夏季风的异常活动

Ding 和 Sun[6]详细分析了 1999 年东亚夏季风活动的异常特征,指出该年东亚夏季风活动表现了如下的主要异常:(1)南海夏季风于 5 月 6 候全面爆发,比气候意义下季风的爆发时间偏晚两候;(2)南海局地的季风演变表现为 3 次加强和 2 次减弱,(3)夏季风在中国东部的北进异常偏弱,其活动的最北位置仅为 32°N,季风西风在长江以北的地区未能建立;(4)季风降水带长时间活跃于长江以南地区,而没有北传到华北一带,强雨带活动的最北位置也仅为 32°N,形成了该年中国汛期降水南涝北旱的分布形式;(5)南海南部上游的西风偏弱,而其下游的热带东风偏强,因此西风季风东传的最东位置仅为 140°E,比多年平均情形偏西了 15 个经度,因此东、西风汇合区显著偏西,季风槽的位置偏西;(6)南海北部所在纬度,来自于孟加拉湾及其上游的西风偏强,而在其下游与副热带高压相联系的东风偏弱,因此西南气流的转向位置偏东,西南气流未在南海北部地区转向,而是一直东传至了其东侧的日本以南的副热带西太平洋地区。

图 1 给出了上述异常特征的大尺度环流背景。

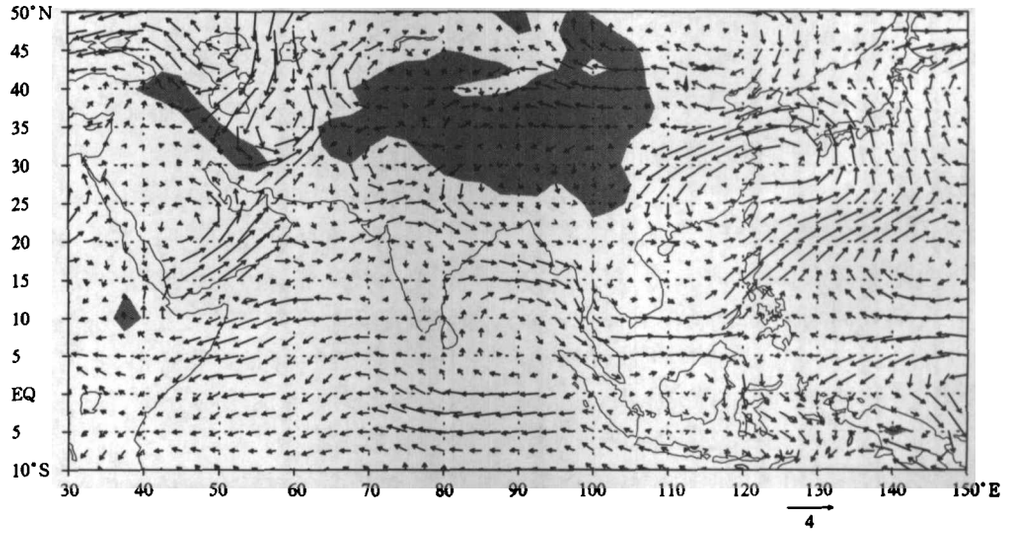


图 1　1999 年 6～8 月平均的 850 hPa 风场距平

(阴影区表示地形高度>1500 m,单位:m/s)

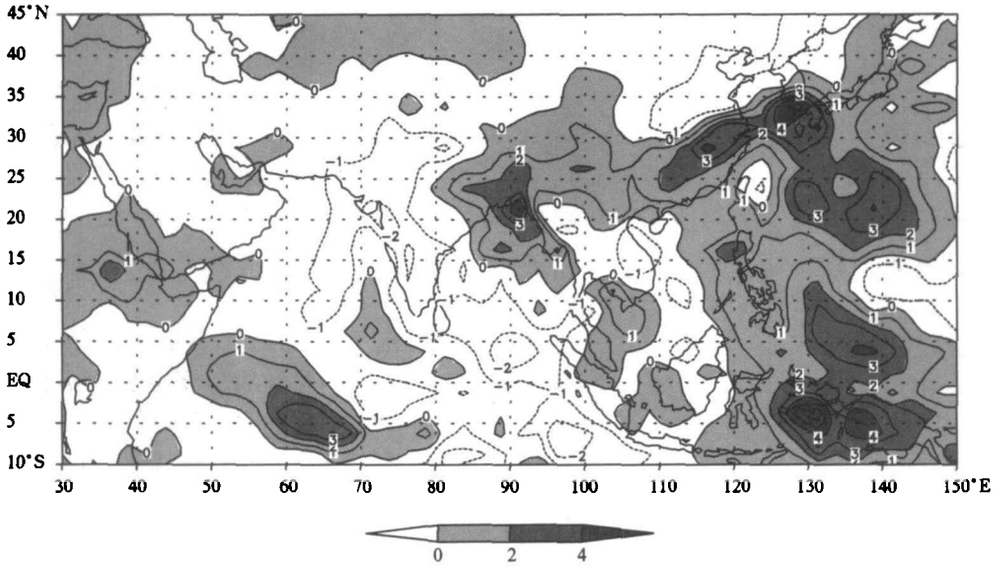


图2 1999年6～8月平均的降水距平场

(距平值为1999年与1979～2000年的平均值之差,单位:mm/d)

可以看到,由于大范围的异常气旋性环流控制了从中国东部到日本一带的地区,其西侧的异常东风正好位于中国大陆,极不利于西南季风的向北推进,导致了中国东部季风及其雨带活动的异常偏南。同时,这一气旋的出现也使其南侧和东侧的地区出现异常的偏西风和偏南风,使得低纬西风气流在流经南海后继续向东,在南海以东的西太平洋地区转向北,加强了日本及其以南地区的南风气流。而在这一异常环流的控制下,1999年夏季从中国华南一带至日本以南的地区出现了显著的降水偏多,而中国的北方地区则降水偏少(图2)。

4 1999年夏季风异常的外强迫机制——低纬海洋的热力异常

大量观测和理论研究已表明,绝大多数的热带环流是热力驱动的,而从1999年的情形来看,春季低纬地区的环流就已出现明显异常[6,7]。因此,1999年夏季风的异常发展将可能与低纬异常热源所驱动的异常热力环流有关,而这种异常热源的出现又可能联系着前期或同期的低纬海洋海温异常。为了说明这一点,我们将结合热带大气的线性波动理论,分析1999年低纬异常环流出现的原因。

关于热带大气的波动理论研究,自Matsuno[8]开创性的工作以来,在过去40 a里取得了很大的进展。其中,由于非绝热加热对热带大气环流形成所具有的重要意义,热带大气对热源外强迫的响应特征成为关注的重点。Webster[9], Gill[10], Lau和Lim[11]以及Zhang和Krishnamurti[12]等都分析了热带大气对非绝热加热强迫的响应特征。

同时,观测也表明,热带热源强迫除产生以经典的Hadley和Walker环流为代表的大气流型外,它也可能激发出另一类流型——大气遥相关型,两种响应的本质不同在于它们的垂直结构,前者主要是斜压结构,而后者主要是正压结构。Horel和Wallace[13]以及Hoskins和Karoly[14]的研究指出了北半球冬季所存在的PNA遥相关(太平洋－北美型)。而Nitta[15,16]和黄荣辉等[1,17]指出,在夏季,大气对菲律宾海附近热源强迫的响应将会产生PJ型遥相关(太平洋－日本型)。最近,Wang等[18]又提出在ENSO事件盛期(一般在冬季),在对流层低层存在太平洋－东亚遥相关型,而联系这一遥相关的关键系统是在西太平洋地区的反气旋,该反气旋在局地和远程海-气相互作用的影响下得以形成和维持。

因此,这些研究均表明,当低纬热源出现明显异常时,大气环流将出现明显异常,这不仅表现在热带地区,而且也可能通过行星波的传播影响到中纬地区。结合1999年的异常情形,我们将着重分析该年风场和大气热源的异常分布,探讨该年异常出现的可能物理机制。

4.1 热带大气对异常加热的响应

图3给出了1999年异常热源(多年平均值为1990～1999年逐日资料所计算的平均)的分布情

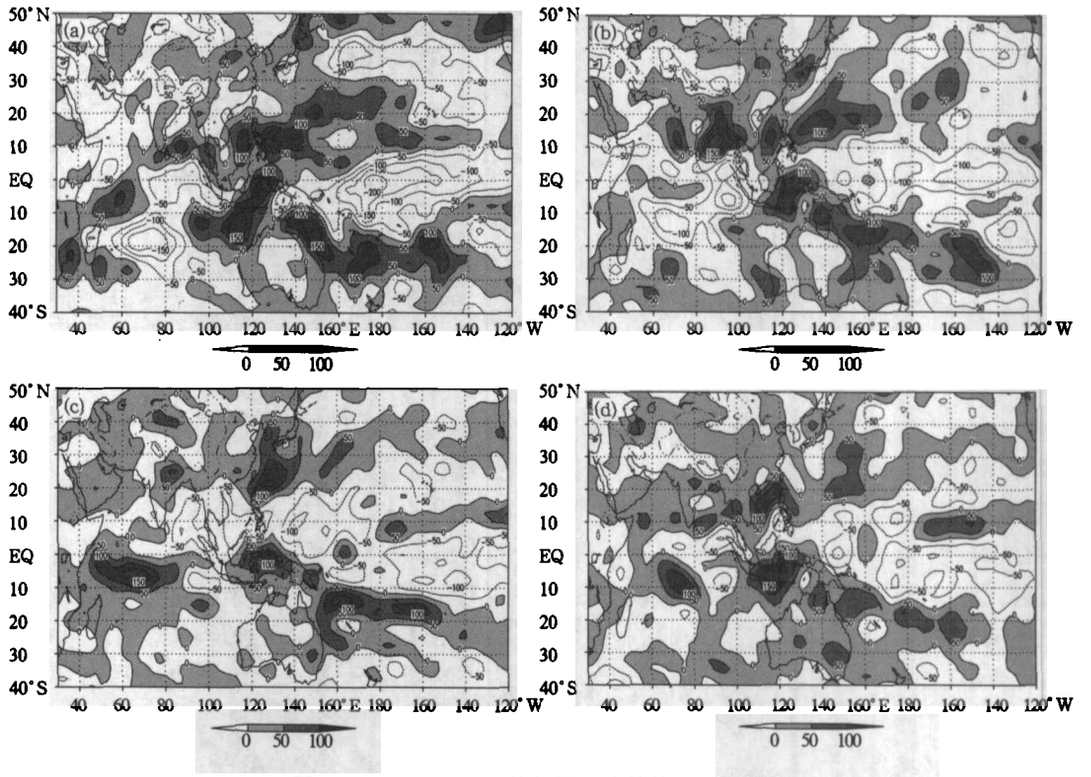


图 3　1999 年 1～12 月整层积分的热源距平分布

(a.1～3 月平均,b.4～6 月平均,c.7～9 月平均,d.10～12 月平均;

距平值为 1999 年和 1990～1999 年的平均值之差,单位:W/m²)

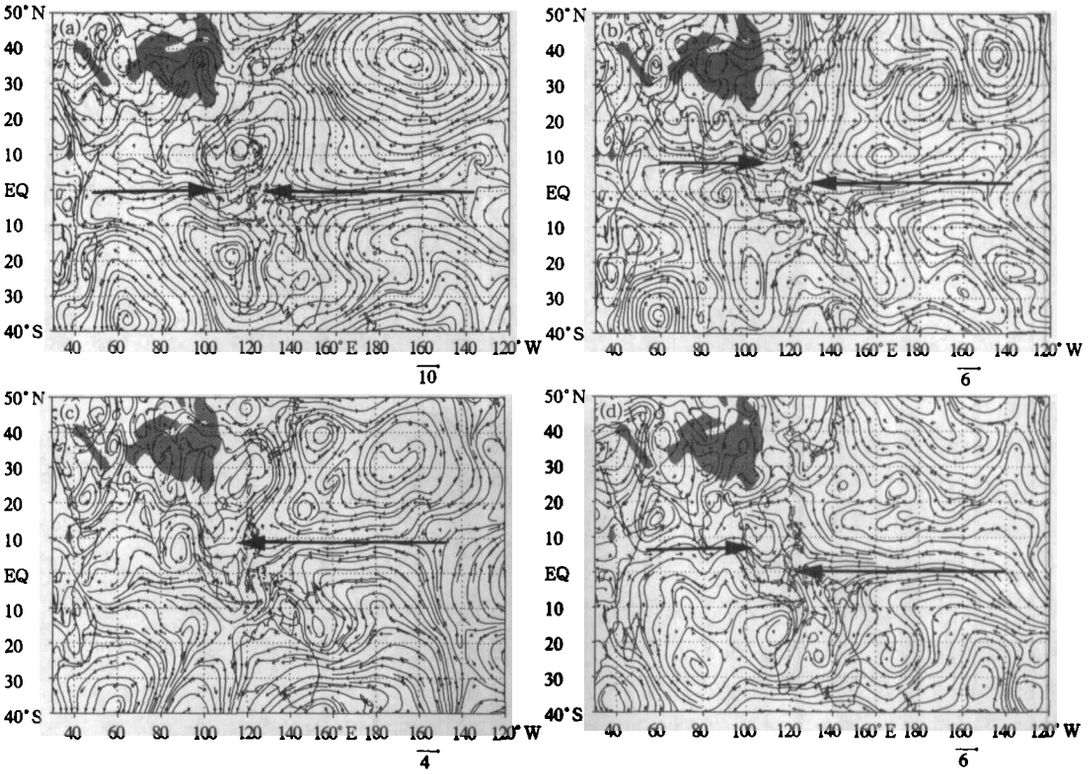


图 4　1999 年 1～12 月 850 hPa 风场距平

(a.1～3 月平均,b.4～6 月平均,c.7～9 月平均,d.10～12 月平均;

距平值为 1999 年和 1979～1999 年的平均值之差,单位:m/s)

形。总的来看,该年热源异常的主要分布特征是:全年在热带西太平洋地区维持有基本成对称分布的热源,冬季异常加热主要集中在低纬地区,而夏季则异常加热中心略向北移。在这种异常强加热的强迫下,热带大气对其响应的结果是必然有异常环流出现。

图4清楚地显示了这种异常环流,在低层,由于热带西太平洋印尼附近地区异常强热源的维持,其东侧将激发出Kelvin波,西太平洋地区低层有异常的东风,高层有异常的西风;在其西侧将激发出Rossby波,低层有异常的西风,高层有异常的东风;而在热源区内,由于气流向极地的流出和在较西位置的回流,将出现近乎南北对称的双子气旋。这正是典型的Gill理论模态的环流分布型[10]。孙颖和丁一汇[7]指出,这种异常的环流型也正是1999年西太平洋地区台风活动异常的重要原因。

而高层的流型(图略)基本对应于低层环流,由于是对热带热源的响应,高低层的环流明显表现出斜压结构的特征。

同时,从图4还可看到,由于大气基本态的影响,冬夏大气环流的差异明显导致了异常环流分布的不对称。考虑到Gill的解析模态是基于定常大气的,而1999年的情形实际是一种异常,因此,纬向气流经向和垂直切变的变化将对赤道波动产生影响。Wang和Xie[19]以及Xie和Wang[20]指出,气流的垂直切变将对Rossby波和Yanai波产生显著影响,而对Kelvin波基本没有影响,西风垂直切变有利于Rossby波和Yanai波在对流层高层的拦截,而东风垂直切变则倾向于将其限制在对流层低层。因此,对1999年,在强迫区的东侧(西太平洋),由于基本流场对Kelvin波的影响不显著,环流在冬夏的分布基本相似;但在强迫区的西侧(印度洋),由于垂直切变对Rossby波的显著影响,该地在冬夏近乎相反的垂直切变将使得这里的异常环流型发生较大变化。

这些分析表明,就低纬和西太平洋副热带地区而言,大气对异常加热的线性响应和大气基本态对波动的影响导致了1999年低纬异常环流的形成,热源外强迫对热带环流异常的形成起到了重要作用。而这一持续性的异常不仅影响了同期的环流特征,同时也对后期的环流产生影响。我们将在后面的分析看到,由于大气环流、热源和海洋之间的相互反馈,从1998年冬季就已出现的异常热源得以长时间的维持,而由于大气基本态的影响,冬夏季的热源位置将出现明显差别。

4.2 对夏季异常环流的进一步讨论

上述分析主要是基于季节平均的距平场分布。如果进一步考察逐月的距平分布(图略),我们将会发现,在盛夏季节,随着异常热源的持续北移,较高纬度异常加热中心的出现使得强迫的异常环流出现了另一种响应形式——遥相关型。

图5给出了1999年7月对流层低层、高层的异常风场和异常加热场($>100\ W/m^2$)。可以看到,在低层,从副热带西太平洋异常加热区的西北侧出发,经日本、阿留申群岛一直到北美沿岸,出现了一串气旋和反气旋相间的遥相关波列。而相应的在高层,也出现了一串遥相关波列。从结构上来看,中高纬的系统都是正压结构的,而在较低纬度的副热带西太平洋,则基本为斜压结构,但同时在热源的北侧也出现了从斜压向正压过渡的特征。不难发现,热源附近的低层异常气旋性环流明显强于高层的反气旋,且高层的反气旋较之热源明显南移,这可能是由于平均基本流对异常扰动的调制所致。这一分布有些类似于热带对流所激发的MJO扰动和切变平均季风气流的相互作用[21]。

同样,对流层中层500 hPa异常高度场也出现了显著的遥相关(图6),正负距平中心交替出现在从东亚一直到北美沿岸的地区,这一路径正好与黄荣辉和李维京[17]所分析的波数大的行星波的传播路径相似,即当热源水平尺度较小时,其激发的波数大的准定常行星波将从西太平洋上空经东亚向北美落基山脉方向传播。

值得指出的是,这一遥相关型仅出现在该年的7月,这一方面是由于此时热源的位置较偏北,另一方面是由于此时从菲律宾经日本一直向东北到阿留申岛的地区均盛行西风基本气流。当远离赤道的热源激发出行星波后,这些西风可以作为波导使得波能传播到高纬地区。但同时也可以发现,此时除了中高纬的这一遥相关波列外,低纬的异常环流分布仍然具有Gill模态的分布特征,因此这一时期中低纬的异常环流主要是由热带和副热带的异常热源外强迫所致,在某些地区可能还存在二者之间的相互作用。

4.3 中东太平洋的影响

在讨论西太平洋异常热源及基本流场诱发了亚洲地区主要异常环流系统的同时,应该指出,中东太平洋也可能在这一过程中扮演了一定的角色。图3

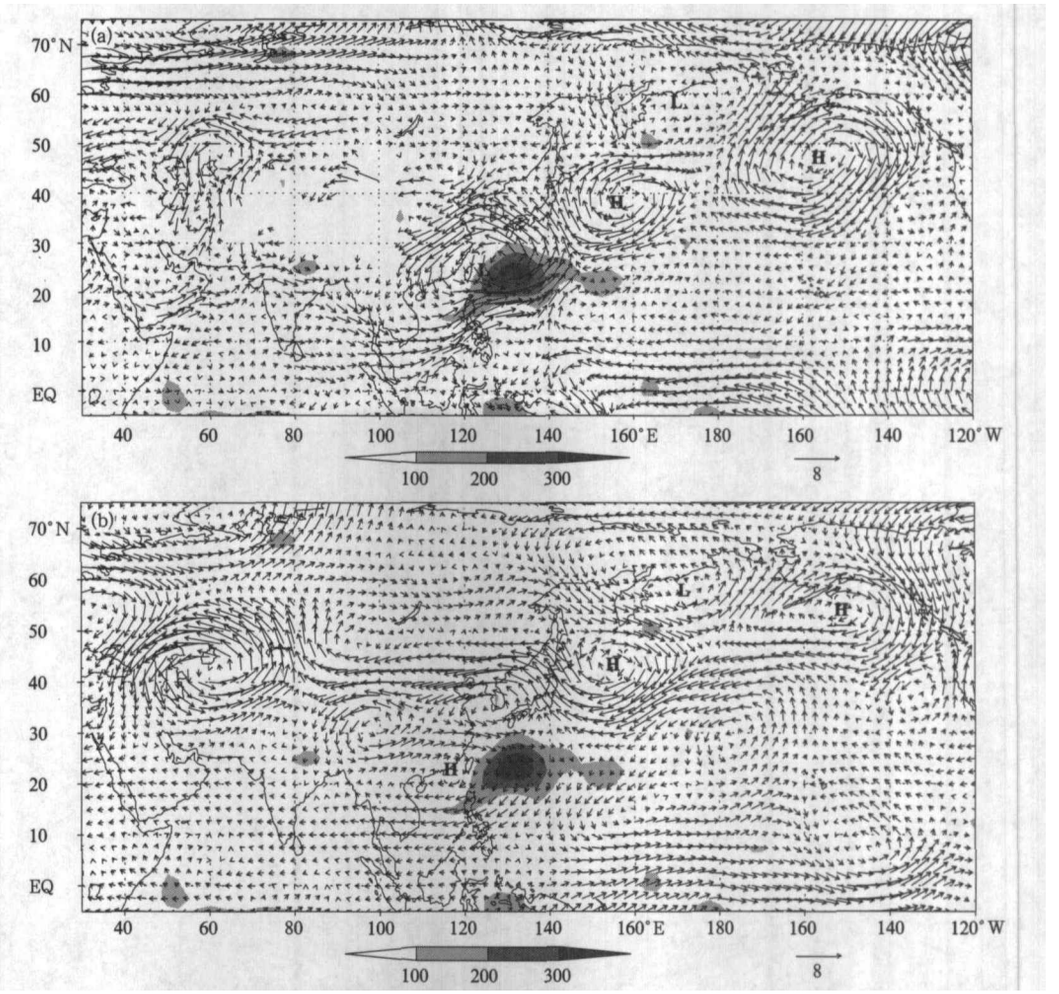


图 5　1999 年 7 月 850 hPa 风场距平和异常热源(a)以及 200 hPa 风场距平和异常热源(b)

(风场距平为 1999 年和 1979～1999 年的平均值之差,热源距平为 1999 年与 1990～1999 年的平均值之差,阴影区为＞100 W/m^2 的异常加热中心)

已经表明,除了热带西太平洋的异常热源外,低纬中东太平洋 1999 年基本维持异常的热汇。这一冷却区位于异常热源之间,形成类似马蹄的形状。因此,由于这一热汇区的存在,在其西侧将可能由于 Rossby 波的响应而存在异常东风,对西太平洋地区的异常风场产生影响。同时,也由于这一冷却区的存在,气流在此下沉,在东西方向上加强了异常的纬向环流,使得西太平洋地区的上升运动和对流加强。图 7 清楚地表明,几乎在所有的月份,西太平洋暖水区的上升运动都和其东西两侧的环流圈相联系,中东太平洋冷海温年所形成的气流下沉将有利于太平洋地区纬向环流圈的加强,因此也加强了西太平洋的上升运动。

因此,中东太平洋的异常热状况对 1999 年东亚地区的环流异常也产生了踊定影响,但是,对于 1999 年这一特殊的年份,这种影响的重要性要比西太平洋地区热力异常的影响小。在亚洲地区,大气对西太平洋异常热源响应的环流模态基本解释了该年环流的异常特征,而对中东太平洋的远程响应则只是调制了异常环流的强度。也就是说,大气的局地响应是主要的,而远程响应是次要的。这一点将在后面通过数值试验做进一步讨论。

4.4　异常热源的成因分析

1999 年水汽源(汇)距平场和 OLR 距平场的分布表明(图略),低纬印尼附近热源的产生及随后热源中心的北移主要是异常对流所产生的凝结潜热释放的结果。而这种对流加热的产生,在低纬主要是与异常高的海温有关,而在中高纬则主要是异常气流辐合形成的降水所致。

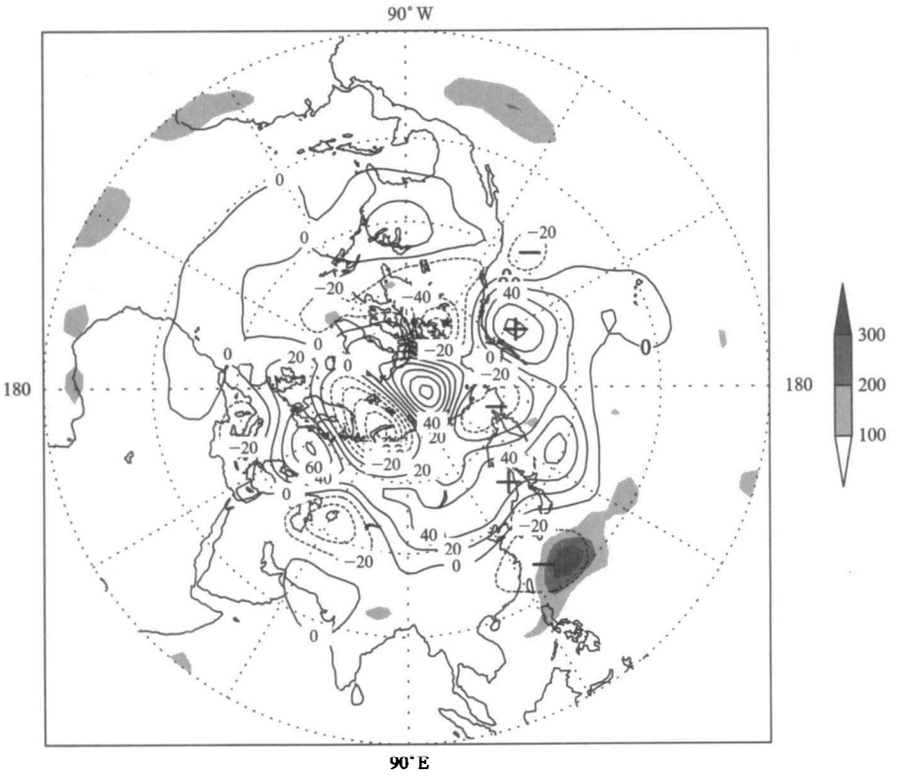


图 6 1999 年 7 月北半球 500 hPa 高度场距平和异常热源

(阴影区为>100 W/m^2 的异常加热中心)

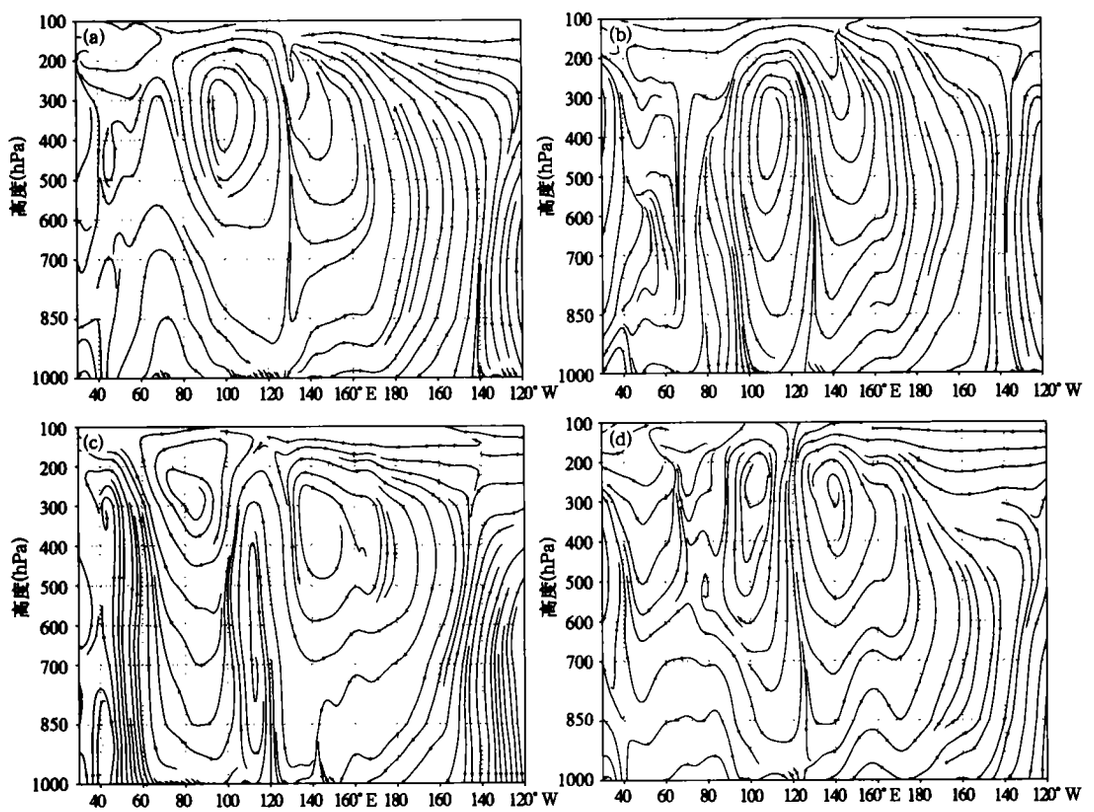


图 7 1999 年沿赤道地区(5°S～5°N)的异常经向环流

(a.1～3 月平均,b.4～6 月平均,c.7～9 月平均,d.10～12 月平均;距平值为 1999 年和 1979～1999 年的平均值之差)

由图 8a 可见,从 1998 年上半年开始,低纬西北太平洋地区开始出现海温正距平,此时 1997/1998 年最强的 El Niño 事件已处于衰亡阶段。注意到南半球海温正距平在 1998 年年初就已出现。此后在 5～7 月间,正距平中心值迅速上升并超过了 1 ℃,西太平洋地区海温持续升高并在 1999 年维持异常高的海温。可以看到,这种异常高的海温叠加在全球最暖的海水区上,其结果是引起了海平面气压的异常降低以及异常降水和对流的出现。图 8b～d 清楚地表明,在海温升高 2～3 个月后(表明对海温的响应有滞后),西太平洋地区海平面气压显著降低,同时降水和对流显著加强,在西太平洋的南北部形成基本对称的异常降水和对流中心,释放大量凝结潜热,导致了异常热源的出现。而另一方面,在该异常热源出现后,大气环流、气压场、对流和降水场将产生明显变化,热源东西两侧的异常风将进一步在热源区附近产生辐合,再次引起海平面气压的降低以及对流和降水的产生。这可能形成一个在大气和海洋间的正反馈过程,使得西太平洋地区的异常高海温得以维持,热源及其相联系的异常环流场维持了很长时间。因此,局地的海气相互作用是维持如此长时间的大气环流持续性异常的主要原因,而由于大气运动的混沌性,大气本身不可能提供如此长期的记忆过程。

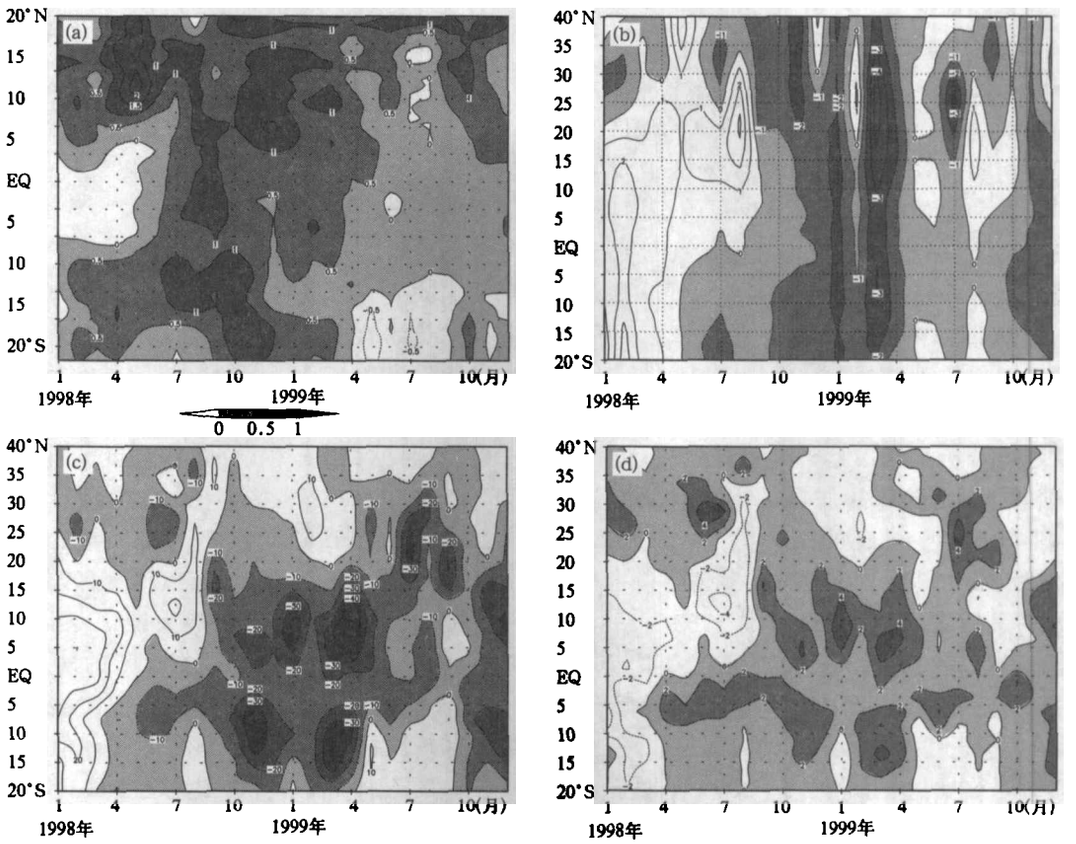


图 8　1998～1999 年(a)120～145°E 平均的海温距平(单位:℃),(b)110～140°E 平均的海平面气压距平(单位:hPa),(c) 110～140°E 平均的 OLR 距平(单位:W/m²),(d) 110～140°E 平均的降水距平(单位:mm/d)

而从 1999 年 4 月开始,上述分布情形开始发生变化,对流降水区开始显著北移,因此引起了异常热源也开始北移(图 3)。不难发现,虽然异常正海温区也表现出了这种北移的趋势,但其对热源的影响明显不如在低纬海区强,这可能是由于中高纬海温本身较低,不足以引起强烈的海-气交换的缘故。而我们的分析表明,1999 年 4 月后出现在较高纬度的北移的热源主要联系着大气环流的季节变化及其所引起的对流降水区的变化。从春季开始,大气环流中心开始北移,在热源西侧,由于印度洋上空异常强西风的出现,赤道西风异常北抬,而在热源东侧,西太平洋上空的偏东信风也异常北移,因此气流辐合

区及其相伴的降水区开始北移，异常辐合建立在赤道以北的南海和西太平洋地区。同时，由于与热源相联系的异常气旋出现在南海附近，因此阻碍了正常季风气流的发展，季风西风没有在南海地区转向北而是继续向东到菲律宾以东后流向中高纬，使得在其后的季风季节期间异常辐合和降水出现在了中国东海附近，导致了异常热源的出现。可以看到，正是这一与异常降水相联系的异常热源激发了7月的遥相关波列，表明了热源与环流间的相互反馈过程及其与基本态之间的相互作用。

4.7 对其他年份的讨论

上述分析清楚地表明，在1999年，亚洲地区环流的持续异常和前期低纬西太平洋海温的持续异常密切相关，尤其重要的是，在海-气相互作用及大气异常环流与平均基本态的相互作用下，大气对异常热源响应发展的结果是盛夏期间在中高纬地区激发出异常的遥相关波列，这一遥相关型对东亚及其下游地区的天气和气候都将产生重要影响。因此，可以想象，遥相关型的出现或者说夏季的大气环流异常有可能通过低纬海温这一前期影响因子来做初步的预测。应该说，1999年的情形是符合上述假设的。那其他年份是否也存在类似的情形？

首先对1979～1999年南海—西太平洋地区的热力异常进行分析。考虑到热带地区（尤其是南半球）的资料稀少，而低纬的加热区主要联系着强对流，因此将同时分析OLR的距平场。结合图9a和9b，可以看到，除1998～1999年外，其他年份也在西太平洋出现了异常的强加热区，如1983～1984年冬、1985～1986年冬、1988～1989年冬和1995～1996年冬。与1998～1999年不同的是，这些年份的热源强度要弱，且强热源出现的时间也较短，同时异常热源的对称性也不如1998～1999年明显。但总的来说，西太平洋地区在其他年份也出现了异常热源。

分析上述年份的异常风场分布。结果表明，当强热源出现时，类似Gill模态的分布形式是可能出现的，但似乎和热源的强度有较大关系，如果热源的强度很强，响应就更清楚一些。为简便起见，这里仅给出强热源对应时段的合成风场（图10），强热源的选择主要考虑了上述异常热源出现年份中有OLR距平接近或低于的20 W/m^{2}的月份（参见图9），但不包括1998～1999年。图10清楚地表明，在异常强热源存在的时段确实出现了异常的Gill环流模态，太平洋和印度洋上的异常东、西风清晰可见，菲律宾海附近也出现了异常的气旋，与较高纬的异常气旋（可能和中纬的动力不稳定有关）连为一体。这说明，当热源达到一定的强度并足以成为影响大气环流的主要因子时，热源激发的环流模态就将成为主导的环流型。但是，再进一步的分析表明，这些年份均没有出现如1998～1999年冬季之后也还持续地存在Gill模态的异常环流，与热源相关的异常环流没有持续地影响到夏季。也就是说，1998～1999年的情形是独特的。

很显然，1998～1999年的独特性主要与这一时期的强热源持续存在有关，在其他年份，如果异常强加热仅出现较短时间，大气环流将不可能维持对该热源响应所致的异常环流，而是可能随着热源影响的减弱，而表现为对其他因子的响应特征，也就是其他的环流型。因此，上述年份的异常Gill模态一般仅在冬季之后就消失了，没有出现持续地影响到夏季的情形。那接下来的问题是，为什么1998～1999年是独特的？我们将考察海温的异常分布，因为(1)我们的分析已表明，海-气相互作用是维持低纬海洋异常热源的主要原动力；(2)上述热源出现的异常年份均发生在El Niño事件之后，基本上都是La Nina年。这一点可从Nino指数的演变中清楚地看到（图略，可参见美国气候诊断杂志2000年第2期）。

如果从ENSO循环的角度进行分析，1981～2000年共出现了4次La Nina事件，1983年冬～1985年、1988～1989年、1995～1996年和1998～2000年。此时中东太平洋为异常冷水，而西太平洋则为异常暖水，西太平洋地区的对流加强，赤道Walker环流异常发展，因此在La Nina年西太平洋地区热源异常加强，特别在冬季。但是，Nino指数反映的La Nina事件的强度主要体现了东太平洋的海温异常，如果纯粹考虑该指数，除1995～1996年外，其余几次事件的强度都较强，也就是在西太平洋的对流也都将较强，那1998～1999年的这种独特性是很难解释的。换言之，远程地区的异常不足以解释1998～1999年西太平洋的持续异常强加热，必须要考虑局地的响应特征。

因此，图11a给出西太平洋的海温距平。有趣的是，继历史上最强的El Niño事件后，西太平洋的海温增暖在1998～1999年也达到了近20 a来的最高水平，海温正距平持续地超过0.5 ℃，明显强于其他年份。这种强而持续的增暖将引起强烈的海气相

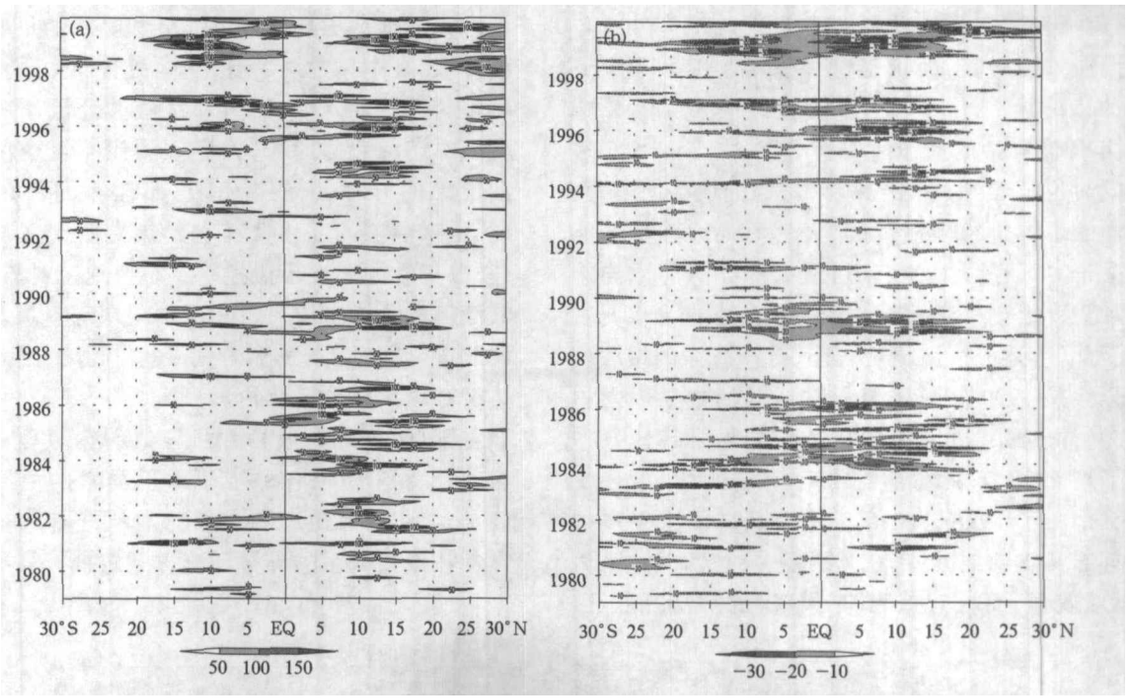


图 9　1979～1999 年的(a)热源距平和(b) OLR 距平

(距平值为各年与 1979～1999 年的平均值之差,单位:W/m²)

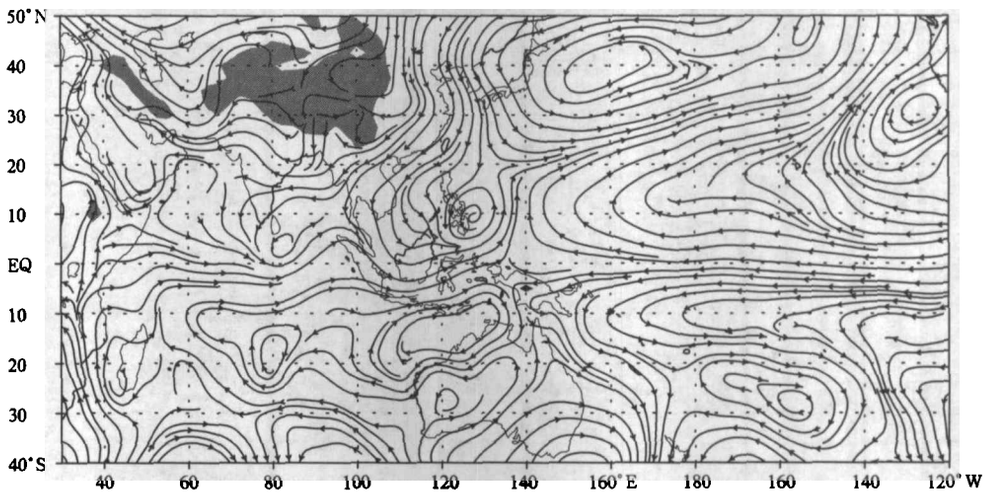


图 10　强热源维持期的 850 hPa 风场距平合成图

互作用,进而诱发持续的大气环流异常。而在其他 La Nina 年,虽然 Walker 环流被加强,但在西太平洋均没有出现如此强而持续的异常增温,因此在缺乏局地的强海气交换的情况下,大气本身不可能长期地出现持续性异常环流。因此,1998～1999 年异常环流持续发展的主要原因是西太平洋在这一时期异常强的增温,而在其他年份,由于缺乏持续的强的局地海-气相互作用,热源的主导作用难以维持。

此外还要指出的是,南海海域也出现了近 20 a 的最强增温(图 11b),这对 1999 年的季风环流异常也是重要的。因为当热源及与其相联系的异常气旋偏于南海时,这一异常气旋的位置正好阻止了季风西风在南海的转向,使得其继续向东流至菲律宾以东的地区后转向,进而使得异常降水诱发的热源出现在较高纬度。因此,这一分布对其后的异常环流也产生了影响,对比合成图 10 可以看到,在其他年份异常气旋的位置就有些偏东。

因此,上述分析表明,虽然 1999 年的异常环流密切地联系着前期低纬的异常海温,但在其他年份并不存在这样的情形。其主要原因就是在其他年

份,南海—西太平洋均没有出现类似 1998～1999 年的海温持续强增暖,而正是这种强增暖维系了大气环流的持续异常,从冬季一直发展到夏季,成为影响 1999 年环流异常的最强前期信号。

同时也可看到,在 1999 年,对亚洲地区而言,西太平洋的影响是相当显著的,大气对局地强迫的响应要强于对远程强迫的响应,西太平洋的海温异常在某种程度上比中东太平洋的海温异常更为重要。

至此,上述分析已清楚表明,低纬海洋的持续性热力异常是 1999 年夏季风异常活动的主要外强迫因子,异常热源建立和发展所诱发的异常环流基本体现了与 1999 年季风异常活动相关的大尺度环流特征:(1)由于 1998～1999 年冬季低纬西太平洋印尼附近异常热源的维持,在其西侧,赤道西风建立偏早,强度偏强,而在其东侧,东风气流异常发展。因此在南海地区出现了西风气流和降水的早期活跃过程。(2)夏季风建立后,由于南海－西太平洋热源的出现,其西侧的异常西风和气旋性环流不利于季风西风在南海北部的转向,导致了该年夏季风西风转向位置的异常偏东(南海北部地区的西风气流)。(3)由于热源的北移及其在副热带西太平洋地区的建立,异常气旋性环流控制了东亚地区对流层低层,其西侧的异常东北风阻止了中国东部季风及其雨带的北进。同时,该气旋的发展也不利于西太平洋副热带高压的西伸和北抬。

因此,低纬海温异常所导致的热源异常及其随后的发展是 1999 年东亚夏季风异常的主要外强迫因子,该年季风活动的主要异常特征基本可以从与异常热源相联系的异常环流得到解释。

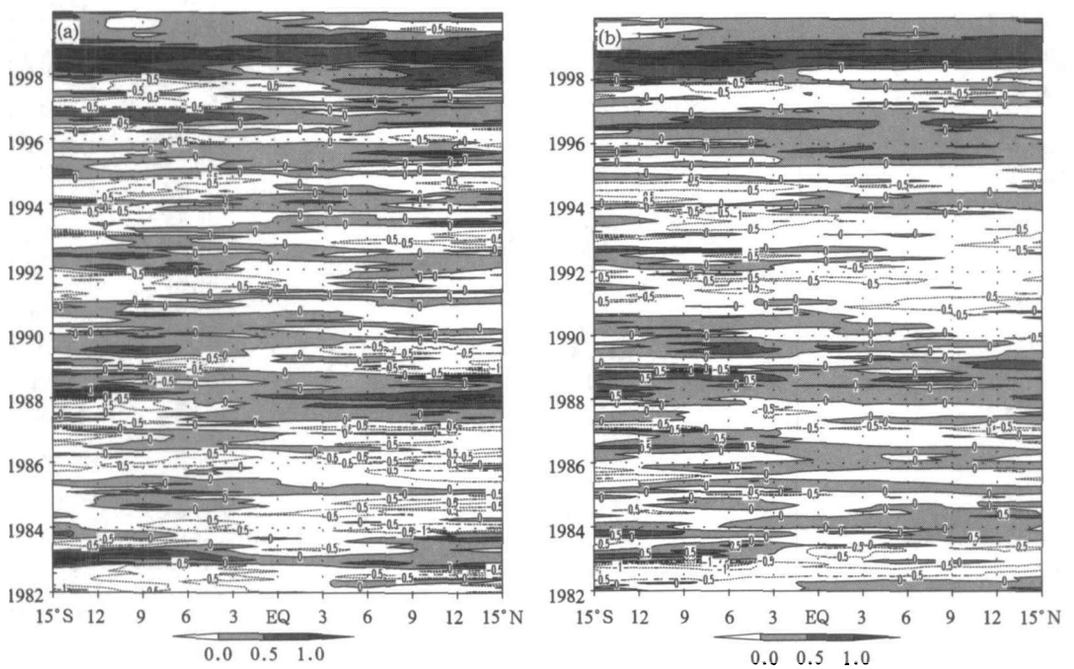


图 11 1982～1999 年的(a)110～120°E 和(b)120～145°E 平均的海温距平
(距平值为各年与 1982～1999 年的平均值之差,单位:℃)

5 1999 年东亚夏季风异常的数值试验

5.1 模式和试验方案

为了检验热带海洋异常海温对大气环流的影响,特别在低纬海温持续强异常的情形下,次年东亚地区的环流和降水发生了怎样的变化。文中使用 CCM3 设计了一组试验。CCM3 是由美国国家大气研究中心(NCAR)发展起来的新一代全球气候谱模式,其标准配置为:水平分辨率 T42(大约 2.8×2.8 的格点精度,全球共 128×64 个格点),垂直方向为 σ-p 混合坐标,从模式顶层到底层共有 18 层,时间步长为 20 min[22,23]。

(1) 控制试验(CTL):首先用气候平均的 12 个月海温作下边界条件将 CCM3 积分 10 a,将第 11 年 4 月 1 日的模式场作为初始场,然后用气候海温作边界再积分 640 d(1 年 9 个月),输出每天的结果。

(2) 西太平洋异常海温的强迫(Exp-WP):采用和控制试验相同的初始场,将 1998 年 3 月～2000 年 1 月西太平洋(95～150°E,20°S～20°N)的海温距平值叠加在气候海温上,以此为下边界积分 640 d。

(3) 中东太平洋异常海温的强迫(Exp-MEP):类似于试验 2,但是将 1998 年 3 月～2000 年 1 月东太平洋(210～280°E,10°S～10°N)的海温距平值叠加在气候海温上。

(4) 西太平洋和中东太平洋异常海温的强迫(Exp-WP + MEP):类似于试验 2,但是将 1998 年 3 月～2000 年 1 月西太平洋和中东太平洋的海温距平值叠加在气候海温上。

5.2　结果分析

为了讨论模式对异常海温强迫的响应,这里将主要选取各试验方案中,模式积分第二年夏季 6～8 月的环流场和降水场作讨论。

当仅有西太平洋异常海温强迫时,在模式积分的大部分时段都能看到类似 Gill 模态的分布(图略),模拟的夏季异常环流和降水分布基本再现了 1999 年实况的主要特征(图 12)。这说明,在 1999 年,低纬大气对异常海温所导致的热力异常的响应是非常重要的,西太平洋地区海温异常所产生的海-气相互作用足以使得 1999 年夏季环流出现异常。但需要指出的是,当仅有西太平洋异常海温强迫时,中东太平洋的异常东风不是很清楚,强度显著偏弱,中国北方地区的降水模拟也不是很好。

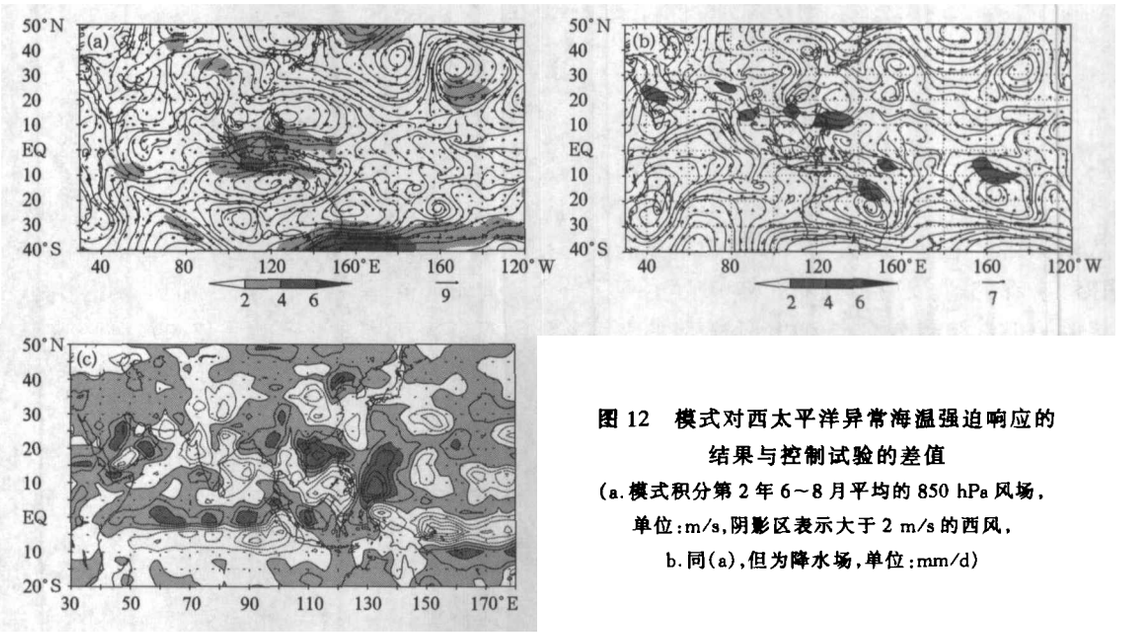


图 12　模式对西太平洋异常海温强迫响应的结果与控制试验的差值
(a. 模式积分第 2 年 6～8 月平均的 850 hPa 风场,单位:m/s,阴影区表示大于 2 m/s 的西风,
b. 同(a),但为降水场,单位:mm/d)

当仅仅叠加了中东太平洋的异常海温时,模拟的异常环流和降水与实际情形差异较大(图略)。虽然由于 Walker 环流的存在,中东太平洋冷海温距平所引起的异常下沉运动会相应在西太平洋出现异常上升运动,并引起水平流场的变化,但是,在 1999 年,这种远程的强迫不足以使得西太平洋邻近的东亚地区出现该年最显著的 Gill 模态异常环流分布。也就是说,中东太平洋的海温异常对 1999 年东亚地区的环流也产生了一定影响,但这种影响不是第一位的。而当同时叠加了西太平洋和东太平洋的异常海温时,模式的结果与 1999 年实况最为相似(图 13)。模式积分的大部分时段都出现了类似 Gill 模态的异常环流分布,降水的模拟得到很大改善,尤其在华北地区。但同时也看到,模拟的东亚－西太平洋的异常降水区总体上有些偏南,该特征在前两个试验中也可看到,这可能和 CCM3 本身的缺陷有关。

因此,数值试验的结果清楚表明,低纬海洋的海温持续性异常引起了次年春夏季东亚地区的环流异常,引起了夏季风活动的变异,是 1999 年东亚夏季风异常的主要外强迫因子。而在这一过程中,由于 1998～1999 年异常的海温距平分布,与西太平洋异常海温相联系的局地海-气相互作用对环流异常的影响是主要的,而中东太平洋的远程影响是次要的。

最后需要讨论的一点是,前期的海温异常是否可能诱发夏季的遥相关型? 前述讨论已从诊断分析

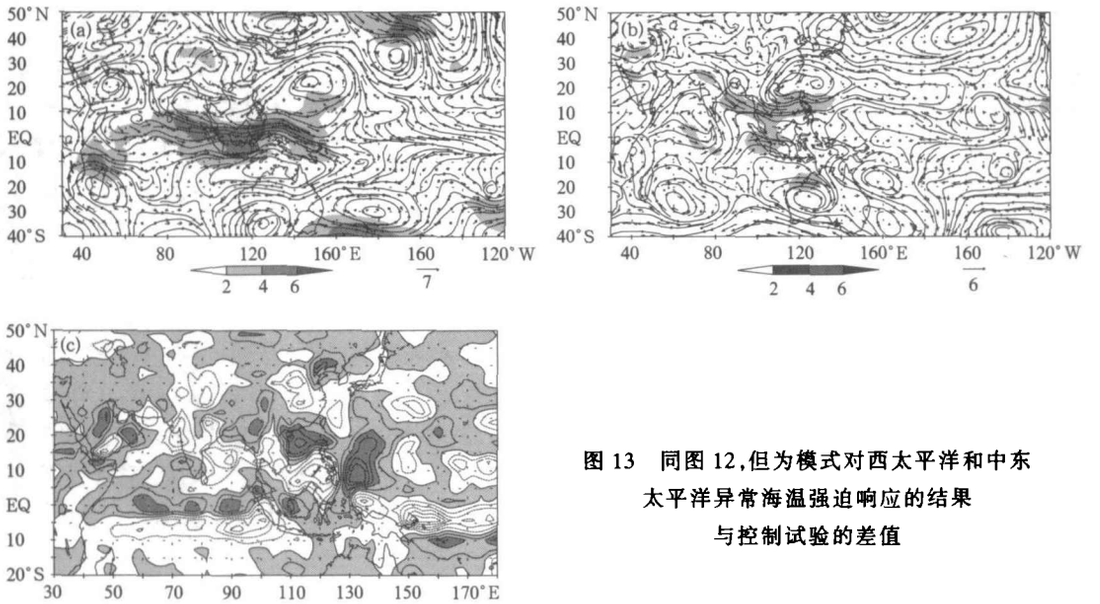


图 13 同图 12,但为模式对西太平洋和中东太平洋异常海温强迫响应的结果与控制试验的差值

的角度指出,由于和异常海温相联系的异常环流和大气基本态之间的作用,盛夏期间在日本以南的西太平洋出现了与异常降水中心相联系的异常热源,激发了从东亚到北美的遥相关型。而从数值试验的结果(图略)来看,3 个试验都在第二年 7 月出现了类似遥相关的正负相间分布型,这说明前期的海温异常是可能引起东亚沿岸的异常降水,进而产生遥相关分布的。但从与实际结果的对比来看,环流中心位置存在较大差别,这种差异的产生可能与降水的模拟结果不是太好以及模式本身的缺陷有关。

6 结 论

文中在多年平均气候背景场的基础上,以引起季风异常的外部物理机制为出发点,从海-气相互作用的角度探讨了引起 1999 年季风异常活动的物理机制,成功地用数值模式验证了诊断分析的结果。

(1) 低纬海洋的热力异常是 1999 年东亚夏季风异常的主要外强迫机制。在南海—热带西太平洋持续异常加热的强迫下,热带大气对该异常热源响应的结果是出现 Gill 模态的异常环流分布,热源的东西两侧分别由于 Kelvin 波和 Rossby 波的响应出现异常东风和西风,而在热源区内出现气旋对。这一异常环流模态在东亚沿岸的维持形成了极不利于季风西风在南海北部转向的条件,导致了季风在中国东部北进的异常偏弱和低纬西风转向位置的异常偏东。

(2) 在 1998 年底到 1999 年的季节演变中,大气基本态对上述持续性异常环流的影响导致了冬、夏异常环流呈现出不同的纬向非对称,诱发了盛夏期间东亚到北美沿岸的遥相关波列。这说明,夏季遥相关型的出现将可能与前期低纬海洋的强异常热状况有关。

(3) 数值试验的结果表明,前期热带西太平洋和中东太平洋的持续异常海温将可能导致次年春夏季东亚地区的环流和降水场出现显著异常。其中,与西太平洋异常海温相联系的局地海-气相互作用对环流异常的影响是主要的,而中东太平洋的远程影响是次要的。这也从某种意义上表明了极端年份季风活动的可预测性。

因此,文中结果表明,在 1999 年这一异常年份,由于南海—西太平洋异常暖海温的强烈发展,使得该地的局地热力强迫作用成为影响季风异常的最主要因子。但在其他年份,这种情形并未出现。这说明,在影响季风系统年际变化的诸多因子中,不同年份,各因子的相对重要性明显不同。如何更好地理解这些因子的影响及其相互作用是一个亟待深入研究的问题。

参考文献

1 黄荣辉,孙凤英. 热带西太平洋暖池的热状态及其上空的对流活动对东亚夏季气候异常的影响. 大气科学,1994,18(2):141～151

2 陈隆勋,刘洪庆.南海及其附近地区热带夏季风爆发的特征及其机制的初步研究.气象学报,1999,57(1):16～29

3 Shen S, Lau K M. Biennial oscillation associated with the East Asian summer monsoon and tropical sea surface temperature. J Meteor Soc Japan, 1995,73: 105～124

4 Nitta T, Hu Z Z. Summer climate variability in China and its association with 500 hPa height and tropical convection. J Meteor Soc Japan, 1996, 74: 425～445

5 张永生,吴国雄.关于亚洲夏季风爆发及北半球季节突变的物理机理的诊断分析 II:青藏高原及邻近地区地表感热加热的作用.气象学报, 1999,57(1):56～73

6 Ding Y H, Sun Y. A study on anomalous activities of East Asian summer monsoon during 1999. J Meteor Soc Japan, 2001, 79: 1119～1137

7 孙颖,丁一汇. 1998和1999年西北太平洋热带气旋的异常特征及其大尺度条件.气象学报,2002,60(6):527～537

8 Matsuno T. Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. J Meteor Soc Japan, 1966, 44: 25～42

9 Webster P J. Response of the tropical atmosphere to local, steady forcing. Mon Wea Rev, 1972, 100: 518～541

10 Gill A E. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. Quart J Roy Meteor Soc, 1980,106: 447～462

11 Lau K M, Lim H. Thermally driven motions in an equatorial beta-plane: Hadley and Walker circulations during the winter monsoon. Mon Wea Rev, 1982,110: 336～353

12 Zhang Z, Krishnamurti T N. A generalization of Gill's heat-induced tropical circulation. J Atmos Sci, 1996,53: 1045～1052

13 Horel J D, Wallace J M. Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. Mon Wea Rev, 1981,109: 813～829

14 Hoskins B J, Karoly D. The steady linear response of a spherical atmospheric to thermal and orographic forcing. J Atmos Sci, 1981, 38: 1179～1196

15 Nitta T. Long-term variations of cloud amount in the western Pacific region. J Meteor Soc Japan, 1986,64: 373～390

16 Nitta T. Convective activities in the tropical Western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. J Meteor Soc Japan, 1987, 65: 373～390

17 黄荣辉,李维京. 夏季热带西太平洋上空的热源异常对东亚上空副热带高压的影响及其物理机制. 大气科学,1988, 12(特刊):107～116

18 Wang B, Wu R G, Fu X. Pacific-East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? J Climate, 2000,13 :1517～1536

19 Wang B, Xiaosu Xie. Low-frequency equatorial waves in vertically sheared zonal flow. Part I: Stable waves. J Atmos Sci, 1996,53: 449～467

20 Xie Xiaosu , Wang B. Low-frequency equatorial waves in vertically sheared zonal flow. Part II: Unstable waves. J Atmos Sci, 1996, 53: 3589～3605

21 Kawamura R, Murakami T, Wang B. Tropical and mid-latitude 45-day perturbations over the Western Pacific during the Northern summer. J Meteor Soc Japan, 1996,74: 867～890

22 Kiehl J T, Hack J J, Bonan G B,et al. Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3). NCAR Tech. Note NCAR/TN-420+STR, 1996:1～5

23 Kiehl J T, Hack J J, Bonan G B,et al. The national center for atmospheric research community climate model: CCM3. J Climate, 1998,11: 1131～1149

A STUDY ON PHYSICAL MECHANISMS OF ANOMALOUS ACTIVITIES OF EAST ASIAN SUMMER MONSOON DURING 1999

Sun Ying Ding Yihui

(*National Climate Center*, *Beijing* 100081)

Abstract

The physical mechanisms causing the anomalous activities of East Asian summer monsoon and related rainfall-belts in 1999 have been investigated from the viewpoint of air-sea interaction. The results have shown that during the period from 1998 spring to 1999, because of the appearance of the strongest warm sea surface temperature (SST) anomalies in the region from South China Sea to the tropical western Pacific in past 20 years, the local thermal forcing induced by the persistent anomalous strong air-sea interaction in this region became the most important external forcing mechanism. This made the monsoon activities and precipitation pattern this year not consistent with the normal statistical relationship. During the period from 1998 fall to 1999, because of the response of tropical atmosphere to local strong heating induced by the anomalous warm SST from the South China Sea to the western Pacific, the anomalous circulation pattern similar to Gill mode was observed in the tropical western Pacific. The easterlies and westerlies were respectively found on eastern and western flanks of heat sources owing to the response of Kelvin and Rossby waves and a cyclone twin appeared in heat source region. This anomalous circulation pattern persisted from the previous winter to the summer and thus caused a strong local positive feedback between the atmosphere and ocean. This allowed the anomalous circulation pattern and the strong warm SST to maintain in this region and thus evolved into the strongest signal that year. With the seasonal progress from the winter to summer, the impact of atmospheric basic state on the above persistent anomalous circulation resulted in the different zonal asymmetry of anomalous circulation in winter and summer, thus inducing the teleconnection wavetrain from the East Asia to North America in mid-summer. Under the influence of anomalous cyclonic circulation over the East Asian coast, the persistence of anomalous easterly winds over the East Asian coast was unfavorable to the turning of monsoonal westerlies in the South China Sea, which led to the anomalous weak northward advance of summer monsoon in East China and eastward shift of turning position of monsoonal westerlies in low latitudes.

The sensitivity experiments of numerical model NCAR/CCM3 further supported that the persistent anomalous SST in the tropical Pacific from 1998 spring to 1999 can lead to the anomalous circulation and rainfall in East Asia in 1999. For that year, the local air-sea interaction in the western Pacific was the most important affecting factor and the remote forcing in the eastern Pacific took the second place.

Key words: East Asian summer monsoon, Anomalous heat sources, Atmoshperic response.